УДК 552.322+553.411.071

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ ИЗУЧЕНИЯ МАЛЫХ ИНТРУЗИЙ В МЕЗОТЕРМАЛЬНЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПОЛЯХ

И.В. Кучеренко

Томский политехнический университет
E-mail: lev@tpu.ru

Приведены и обсуждаются данные, свидетельствующие о вещественно-генетической однородности разновозрастных золотых мезотермальных месторождений, образованных в углеродисто-сланцевом и несланцевом субстрате в золоторудных районах Южной Сибири, – Ленском, Северо-Забайкальском, Окино-Китойском, Енисейском, Мартайгинском. Показано место малых интрузий в составе рудопродуцирующих антидромных гранит-долеритовых флюидно-магматических комплексов глубинной природы. Признаки образования ранних гранитоидных и поздних базальтоидных составляющих каждого комплекса в рамках одного петрогенетического процесса, повторяемость комплексов во времени и пространстве служат обоснованием выделения гранит-долеритовой магматической формации. По предварительным данным последняя конвергентна и образуется в режиме аккреции (островная дуга-континент) и коллизии. Околорудные метасоматиты рудных полей несут черты минералого-петрохимической и геохимической унаследованности продуктов внутридайкового метасоматизма; в сочетании со структурными соотношениями поздних даек базитов и руд это отражает генетические связи рудообразования с умеренно щелочным базальтоидным магматизмом. Полученные выводы могут быть использованы для прогнозирования золотых месторождений на новых площадях и рудных тел в известных объектах.

Введение

Ключевые вопросы металлогении золота до сих пор составляют предмет дискуссий. Существуют различные представления о том, какие геологические процессы инициируют образование, например, мезотермальных золотых месторождений. Главным среди равных следует назвать вопрос о возможных источниках золота, сосредоточенного в месторождениях, поскольку тот или иной ответ на него определяет многое в реконструкции геологической обусловленности рудообразования и в разработке критериев регионального и локального прогноза рудоносных площадей. При сравнительно высокой степени изученности физико-химических и термодинамических режимов образования руд проблема заключается в том, что в самом золоте не найдено прямых признаков того, где и почему мобилизуется металл, каковы механизмы его мобилизации и транспортировки, прежде чем он будет отложен в рудах. Специалистам, изучающим золотые месторождения, приходится ориентироваться на косвенные указания, следующие из анализа связей золотых руд, месторождений, более крупных рудоносных площадей с элементами геологического строения земной коры, тем самым выявляя реальные закономерности размещения золотого оруденения, сопровождаемые однако весьма проблематичными выводами о его принадлежности к производным конкретных геологических процессов.

Все многообразие существующих представлений о геологических процессах, ответственных за образование мезотермальных золотых месторождений, укладывается в две концепции: магматогенно-гидротермальную и метаморфогенно-гидротермальную. Каждая из них многовариантна и предполагает магматические в первом случае и породные во втором источники золота. Согласно метаморфогенно-гидротермальной концепции, носителями формирующих руды сверхкларковых масс металла декларируются, как правило, углеродистые сланцевые толщи в золоторудных районах сланцевого типа. В Южной Сибири это Ленский, Енисейский районы и некоторые другие территории, в строении которых участвуют углеродистые сланцы. В золоторудных районах, сложенных иным разнообразным, преимущественно кристаллическим субстратом, магматогенно-гидротермальное происхождение оруденения рассматривается в аспекте генетических (парагенетических) связей либо с мантийным, либо с коровым гранитоидным магматизмом.

В последние десятилетия накоплена обширная геологическая и аналитическая информация. Существуют проблемы в использовании последней в той ее части, которая относится к геохимии золота. Во множестве публикаций на эту тему отсутствуют оценки достоверности аналитических данных – сходимости результатов внутреннего контроля, внешнего контроля разными методами, выборки формируются без учета эпигенетических преобразований пород, что особенно актуально, поскольку речь идет прежде всего о подвергшихся околорудному метасоматизму рудовмещающих сланцах. К чему это приводит – можно видеть на примере Ленского района. В шестидесятых-семидесятых годах исходные для рудообразования углеродистые сланцы здесь по данным разных авторов содержали десятки-тысячи миллиграммов сингенетичного сланцам металла в тонне породы, в восьмидесятых годах – первые миллиграммы. В результате мы имеем то, что имеем, – чрезвычайно противоречивые выводы. Хотя, если некоторые разработчики метаморфогенно-гидротермальной концепции, которая возродилась на идее сверхкларковых содержаний золота в сланцах как необходимом условии рудообразования, пришли к выводу [1] об околокларковых его содержаниях, то этому, вероятно, надо верить.

В совокупности фактов, которые гармонично дополняют друг друга в едином ансамбле и указывают на образование золотого оруденения в сланцевых и несланцевых районах в связи с возбуждением мантии Земли, свое место занимают малые интрузии и их пространственно-временные соотношения с рудами, метасоматические преобразования малых интрузий и признаки их петрохимических, петрогенетических связей с рудообразованием. Предваряя обсуждение заявленной проблемы на примере ряда золоторудных

месторождений Южной Сибири, приведем признаки вещественно- генетической их однородности и перечислим упомянутые критерии с учетом того, что все это способствует объективной оценке результатов, а развернутое их рассмотрение выполнено ранее [2–4 и др.].

1. Признаки вещественно-генетической однородности месторождений, образованных в сланцевом и несланцевом субстрате

В анализе и обсуждении участвуют Сухоложское месторождение Ленского района, Каралонское, Кедровское, Ирокиндинское, Западное, Богодиканское, Верхне-Сакуканское месторождения Северо-Забайкальского района, Зун-Холбинское, Зун-Оспинское месторождения Окино-Китойского района, Советское и Берикульское месторождения соответственно Енисейского и Мартайгинского районов.

Золотые руды в минерализованных зонах, залежах прожилково-вкрапленной минерализации и кварцево-жильного типа сопровождаются метасоматитами березитовой формации в обрамлении обширных ореолов пропилитоподобных изменений и сложены пятью минеральными комплексами, образованными в рамках пяти стадий в температурном интервале от 630 до 50…25 °С при давлениях флюидов от 2,7 кбар и ниже. Минеральные комплексы включают сквозные, в том числе продуктивные минеральные ассоциации в составе кварца нескольких генераций, общераспространенных сульфидов, карбонатов. В рудах и околорудных геохимических ореолах всегда участвуют в форме собственных минералов и/или примесей серебро, ртуть, сурьма, мышьяк, вольфрам и другие элементы в разных количественных соотношениях.

Рудообразующие системы функционировали в режиме пульсирующего поступления из очагов генерации рудоносных растворов – флюидов. Об этом можно судить по совокупности признаков, выявленных трудами многих исследователей.

Во-первых, последовательность образования минеральных ассоциаций в гидротермальных рудах вообще подчиняется генерализованной схеме, согласно которой раннее выделение основной массы оксидов (кварца) сменяется последующим отложением основной массы сульфидов и затем основной массы карбонатов. Эта подчеркнутая еще в пятидесятых годах А.Г. Бетехтиным обобщенная схема конкретизирована И.Н. Кигаем (1986 г.), который показал, что она выдерживается и в объеме каждого минерального комплекса, выражая повторяющееся соответственно числу минеральных комплексов изменение важнейшего физико-химического показателя (pH) в системах раствор-порода подобно тому, как это имело бы место в случае эволюционного (по Д.С. Коржинскому) развития гидротермального процесса в целом. Закономерное изменение кислотности-основности растворов при отложении каждого минерального комплекса и повторяемость его от комплекса к комплексу в рамках всего минерального сообщества руд согласуется с представлением о порционном поступлении растворов, но трудно объяснимо с позиции представлений о непрерывном истечении их из очагов генерации. Судя по схемам последовательности отложения минеральных ассоциаций и комплексов В.А. Ехиванова, Ю.В. Ляхова, И.В. Попивняка, автора и других, обсуждаемые мезотермальные золотые месторождения не составляют исключение из приведенной закономерности.

Во-вторых, посредством изучения упомянутыми и другими авторами газово-жидких включений в минералах руд установлено возрастание (до 50…100 °С) температур отложения ранних зарождений кварца каждого последующего минерального комплекса относительно температур отложения поздних зарождений кварца предшествующего ему комплекса. При этом, формирование каждого минерального комплекса происходило при взаимодействии с породами растворов, отличавшихся по фазовому состоянию, составу и активностям растворенных веществ, окисленных и восстановленных газов, в числе которых диагностируются CO_2, CO, H_2, N_2, CH_4, C_2H_6 и другие углеводороды. Основная масса золота выделялась из вскипавших или кипящих углекислотно-водных растворов в температурном диапазоне 280…160 °С. Все это свойственно процессу образования мезотермальных золотых месторождений вообще и возможно в случае притока перед отложением каждого минерального комплекса свежей порции растворов, более высокотемпературных, с иным соотношением газовой и жидкой фаз и составом растворенных веществ сравнительно с предшествующей порцией.

В третьих, факт существования в золотых месторождениях внутрирудных даек основных пород, секущих ранние минеральные комплексы, но пересекаемых поздними с признаками воздействия одних на другие, свидетельствует о поступлении магматических расплавов на этапе функционирования рудообразующих систем. Зоны закалки в дайках в контактах с кварцем служат указанием на то, что ранние минеральные комплексы успели к моменту внедрения расплавов остыть, для чего требовалось время. Это возможно, если горячие растворы поступали не непрерывно, в противном случае они поддерживали бы высокую температуру только что образованного и продолжающего выделяться рудного субстрата.

Каждое месторождение индивидуально и специфические его черты, – условия залегания и формы рудных тел, некоторые минеральные ассоциации и элементы в их сочетаниях и другие подчеркивают естественную специфику рудообразования в конкретном объекте. Однако геолого-генетическая сущность процессов единообразна во всем сообществе мезотермальных золотых месторождений.

2. Свидетельства горячего дыхания мантии в рудообразовании

В последние десятилетия в составе руд и околорудных метасоматических (геохимических) ореолов обнаружены сверхкларковые концентрации фемофильных элементов, которым свойственны геохимические и металлогенические связи с базальтами и производными основного и ультраосновного, то есть мантийного, магматизма. К числу этих элементов относятся фосфор, титан, магний, ртуть, металлы платиновой группы, породные кларки которых в основных, ультраосновных

породах и продуктах дифференциации мантийных расплавов – щелочных породах значительно превышают таковые во всех других, прежде всего коровых образованиях. Некоторые элементы в результате магматической дифференциации, иногда в сопровождении гидротермальной деятельности формируют промышленные месторождения: титано-магнетитовые с апатитом в габброидах (Волковское) и карбонатитах ультраосновных – щелочных комплексов (Ковдорское), нефелин-апатитовые с существенной примесью сфена в щелочных массивах (Хибинское), хромитовые с платиноидами или платиноидные с хромитом в ультраосновных породах (Кемпирсайское, Бушвельд) и т.д.

Контрастные (КК до 6...8) аномалии фосфора, титана, магния в околожильных березитах в ближнем обрамлении Килянской зоны глубинных разломов обнаружены в Ирокиндинском месторождении [2]. По мере удаления от зоны разломов на расстояниях 0,5…1,5 км контрастность аномалий в золотоносных березитах и прямо коррелирующее с ней содержание титана в метасоматическом пирите (до 6000 г/т) снижаются вплоть до кларковых значений. В апосланцевых золоторудных залежах Сухого Лога также зафиксированы контрастные аномалии титана и фосфора, причем голубые и розовые кристаллы апатита участвуют в составе и кварцевых жил [5, 6]. Значительные, в 4...6 раз превышающие здесь кларк в углеродистых сланцах массы магния заключены в составе метакристаллов карбонатов крупнообъемных метасоматических ореолов. В Каралонском месторождении содержания TiO_2 в апогранитных околожильных березитах достигают 4 % против 0,2…0,3 % в гранитах. Значительное, до 2,5 %, содержание рутила в околорудных апосланцевых ореолах Советского месторождения отметила Н.В. Петровская [7], а В.Л. Русинов с соавторами [8] указали на большую мобильность здесь титана, который по данным химических анализов привносится в ареал околорудного метасоматизма.

В литературе приводятся фрагментарные упоминания о повышенных содержаниях титана в золотоносных метасоматитах и метасоматическом пирите других районов, в том числе зарубежных [3, 9 и др.].

Важно подчеркнуть два обстоятельства. Во-первых, сверхкларковые концентрации титана и фосфора, свидетельствующие об их миграционной способности в гидротермальных процессах, – не столь уж большая редкость в гидротермальных месторождениях, например, урана, золота и урана (эйситы Казахстана, золото-браннеритовые руды Алдана и др.). Во-вторых, аномалии этих элементов в золотых рудах и ореолах обнаруживаются не во всех месторождениях, в том числе крупных. Пока не найдены они в Зун-Холбинском, Берикульском месторождениях. Объяснение этому дано в [4, 9]. По-видимому, дело в том, что щелочные флюиды, транспортировавшие комплексы и элементоорганические соединения титана и фосфора из очагов генерации, в ряде случаев уже на подрудных уровнях испытывали инверсию с изменением щелочного режима на кислотный, что обусловливало распад комплексов и осаждение этих элементов, инертных в кислотных средах.

При образовании золотых мезотермальных месторождений реализуются чрезвычайно тесные геохимические связи золота и ртути. Известны ртутные месторождения с промышленной примесью золота, золотые месторождения с промышленной примесью ртути. В рассматриваемой совокупности месторождений золото вместе с серебром всегда содержит примесь ртути от долей до десятков процентов, а повышенные концентрации ее характерны для около-верхнерудных уровней околорудных геохимических ореолов, например, в Ирокиндинском месторождении [10].

Руды мезотермальных золотых месторождений содержат металлы платиновой группы в концентрациях, достигающих промышленных значений. Статус золото-платинового получило Сухоложское месторождение [6]. Повышенные и высокие (до 1 г/т) содержания платины недавно обнаружены в рудах Советского [11], Ирокиндинского, Зун-Холбинского месторождений. По-видимому, открытие платиноидов во многих других месторождениях – вопрос времени.

Участие в рудообразовании мантийных процессов демонстрируют изотопные отношения углерода карбонатов и серы сульфидов околорудных метасоматитов и руд. δ^{13} C и δ^{34} S в упомянутых минералах близки к мантийным меткам (метеоритному стандарту) в Берикульском [12], Советском [13], Зун-Холбинском [14], Ирокиндинском, Кедровском, Каралонском и других месторождениях Северного Забайкалья [4], Сухоложском месторождении [6], что вообще характерно для мезотермальных золотых месторождений. Узость интервалов колебаний изотопных отношений углерода при этом свидетельствует о слабом фракционировании его изотопов и об отсутствии существенной примеси в нем изотопно легкого органического и изотопно тяжелого седиментогенного углерода [9]. Напротив, свойственное сере сульфидов месторождений в углеродистых сланцах (Советского, Сухоложского) некоторое изотопное утяжеление связывается с частичным заимствованием изотопно тяжелой серы из вмещающих осадочных пород [4, 6 и др.]. На это предположение наводят факты изотопного облегчения серы сульфидов в направлении к раствороподводящим швам зон глубинных разломов, либо, как в Сухом Логу, – к центральным частями рудных залежей, обрамляющим такие швы [6].

О существовании каналов связи мантии с верхнекоровыми уровнями в эпохи рудообразования свидетельствует контроль золоторудных зон и месторождений в их составе глубинными разломами разной геодинамической природы [4 и др.]. Берикульское месторождение принадлежит Ударнинско-Комсомольской золоторудной зоне, обрамляющей с висячего бока Кузнецко-Алатаусский глубинный разлом. Советское месторождение в составе протяженной золоторудной зоны приенисейского Заангарья контролируется Ишимбинской зоной глубинных разломов. Зун-Холбинское и другие месторождения Урик-Китойской золоторудной зоны Восточного Саяна залегают в глубинном разломе, отделяющем Гарганский выступ архейского фундамента от протерозойского обрамления. Западное, Ирокиндинское, Кедровское и другие месторождения Южно-Муйского хребта образованы в обрамлении Килянской и Кедровско-Витимкон-

ской глубинных разломных структур, ограничивающих соответственно с запада и востока Муйский выступ архейского фундамента. Каралонское месторождение приурочено к Сюльбанской зоне глубинных разломов на восточном окончании Байкало-Муйского вулкано-плутонического пояса. Сухоложское месторождение Ленского района в составе золоторудной зоны северо-восточного простирания образовано в верхах многокилометровой складчатой карбонатно-терригенной толщи над осевой наиболее погруженной зоной Бодайбинского трога, совпадающей с системой глубинных разломов в фундаменте, трассируемой в сланцевом выполнении трога разломами и поясами высокой трещиноватости.

Руды рассматриваемых месторождений заключены в тесные "объятия" мантии посредством дорудных, внутри- и позднерудных "щупалец" – даек основного состава, которые однако же представляют лишь поздние производные сложных и длительных флюидно-магматических процессов мантийной природы. В составе ранних производных преобладают кислые магматические породы, включая дайковые, так называемые I-граниты, образованные как палингенные под воздействием мантийных флюидов-теплоносителей, чему повсеместно имеется множество изотопных свидетельств ($^{87}Sr/^{86}Sr$ и др.).

3. Магматические породы и золотые руды мезотермальных месторождений

В одновозрастных позднепалеозойских (пермь) [15] Западном, Ирокиндинском, Кедровском, Богодиканском, Каралонском, Верхне-Сакуканском месторождениях существуют дорудные ранние дайки аплитовидного и пегматоидного гранитов, гранит-порфира, микродиоритового порфирита и поздние, часто сопровождаемые золоторудными кварцевыми жилами дайки умеренно щелочного оливинового долерита [3]. В Кедровском месторождении этим дайкам предшествует зрелая очагово-купольная постройка гнейсо-мигматитов со штоком гранодиорита и кварцевого диорита в ее ядре, которая образована на 30…50 млн лет раньше начала рудообразования [16]. В этом же месторождении выявлены обильные внутрирудные дайки умеренно щелочного долерита, как правило, неравномерно гидротермально измененные, в том числе среди свежих рудовмещающих магматитов и углеродистых сланцев протерозойской также рудовмещающей кедровской толщи. Объем минеральных новообразований достигает 70...80 %, так что дайки нередко сложены метасоматитами. В составе минералов гидротермального этапа участвуют образующие в разных сочетаниях минеральные зоны серпентин, тальк, хлориты, эпидот, тремолит-актинолит, альбит, кварц, серицит, кальцит, доломит, доломит – анкерит, магнезит, рутил, лейкоксен, апатит, магнетит, пирит. Особенно обилен грязно-зеленый и красно-бурый биотит (до 60 % от объема породы), причем он часто слабо замещен, что свидетельствует о его относительно позднем в рамках гидротермальных изменений образовании. По минералого-петрохимическим чертам внутридайковые преобразования аналогичны процессу околорудной пропилитизации-березитизации – это калиево-сернисто-углекислотный метасоматизм с выносом натрия и частично кремния, но с отложением более высокотемпературного биотита вместо свойственного березитам серицита. Другая особенность внутридайкового метасоматизма – привнос и фиксация титана (рутил, лейкоксен), фосфора (апатит), магния (карбонаты), золота, что присуще, как отмечалось, и околорудной березитизации в Ирокиндинском, Каралонском месторождениях. Позднерудные слабо измененные дайки умеренно щелочного оливинового долерита пересекают продуктивные кварцевые жилы с признаками термического воздействия на них.

Сухоложское месторождение (315 млн лет) [17] залегает в региональном поясе малых интрузий северо-восточного направления, с которым в Бодайбинском прогибе совмещена и золоторудная зона. Образование ранних березитизированных обогащенных золотом кислых пород этого пояса, возможно, связанных с залегающим под Сухим Логом Угаханским гранитным плутоном [18], сменилось формированием многочисленных сильно гидротермально измененных даек оливинового долерита (умеренно щелочного ?), среди которых выделены [19] дожильные и послежильные.

Дожильные дайки рассекаются кварцевыми прожилками и содержат псевдоморфные по вкрапленникам плагиоклаза, пироксена, оливина агрегаты альбита, хлоритов, магнезиально-железистых карбонатов, а в основной массе – те же минералы с примесью кварца, пирита, рутила, лейкоксена. Карбонаты и пирит даек по морфологии, размерам кристаллов, составу и содержанию элементов-примесей (Ag, Pb, Zn, Bi и др.) аналогичны таковым в апосланцевых околорудных метасоматических ореолах. Послежильные дайки пересекают золотоносные кварцевые жилы, в контактах с кварцем сопровождаются зонами закалки и содержат гидротермальные амфибол, грязно-зеленый, зеленовато-бурый биотит (до 40 %), апатит, карбонаты, цоизит, хлориты, серицит, магнетит, рутил, лейкоксен, пирит. Биотит замещает пироксен, лабрадор, амфибол. Аподолеритовым метасоматитам свойственно значительное (вдвое-вчетверо) обогащение фосфором (до 0,74 % P_2O_5), магнием (до 16,65 % MgO), золотом (до 11 мг/т), что прямо коррелирует с обогащением здесь фемическими элементами околорудных ореолов и руд. Обе генерации даек следует рассматривать соответственно как раннерудные и позднерудные. Амфиболизация и биотитизация проявляется и в кислых породах, вследствие чего они приобретают темную до черной окраску. Sm-Nd радиологический возраст даек долерита составляет 312±59 млн лет [20], т.е. близок к возрасту руд.

Месторождение Зун-Холба залегает среди вулканогенно-терригенных отложений ильчирской свиты позднего протерозоя в южном экзоконтакте Сумсунурского (Амбартогольского) массива тоналитов, плагиогранитов, гранодиоритов, образованных по механизму палингенеза под воздействием мантийных флюидов-теплоносителей [21]. Породы массива принадлежат разным возрастным группам. Возраст ранних составляет 823±100 млн лет (Rb-Sr метод) [21] или 790 млн лет (Rb-Sr и U-Pb методы) [22], поздних – 537±11 и

467±9 млн лет или 478±19 млн лет. Предполагается, что молодой возраст имеют гранитоиды холбинского комплекса, пространственно совмещенные с сумсунурскими в одноименном массиве. Возраст золотого оруденения (околорудных березитов) близок к возрасту молодых гранитов – 454±29 млн лет или 465±75 млн лет [21].

В рудовмещающих сланцах и гранитоидах эндоконтакта Сумсунурского массива залегают немногочисленные дорудные березитизированные дайки аплитовидных гранита и лейкогранита и внутрирудные дайки умеренно щелочного оливинового долерита [23]. Последние и среди слабо измененных вмещающих пород, как правило, неравномерно, в том числе слабо и интенсивно гидротермально изменены и содержат до многих десятков процентов новообразованных минералов. В их составе диагностированы кальцит, антигорит, хризотил, монтмориллонит, хлориты, серицит, кварц, альбит, магнетит, рутил, лейкоксен, пирит, бурый биотит. Последний в мелкочешуйчатых агрегатах и порфиробластах прорастает агрегаты минералов гидротермального этапа, оставаясь совершенно свежим. По этому и другим признакам [23] он отнесен к наиболее поздним метасоматическим минералам в дайках. Перечисленные минералы образовались в процессе внутридайкового калиево-сернисто-углекислотного метасоматизма, аналогичного процессу околорудной березитизации, но, в отличие от березитов, – с образованием высокотемпературного биотита.

Возраст золотых месторождений Енисейского района по разным оценкам составляет 780±30 млн лет (Эльдорадо, свинец галенита), 794 млн лет (Олимпиада, Rb-Sr изохронный возраст мусковита околорудных метасоматитов) [24], 850±60 и 900±150, или 670±20 млн лет (Советское) [15], то есть оценивается в достаточно протяженном возрастном интервале, что, вероятно, отражает длительность здесь эпохи рудообразования и, не исключено, – погрешности радиологических определений. Тем не менее, по геологическим и приведенным данным основные золотые месторождения образованы в позднем рифее, как и более ранние массивы гранитоидов в сопровождении даек кислых пород татарско-аяхтинского коллизионного комплекса, имеющего возраст от 850±60 [24] до 760…718 [25] млн лет.

Месторождения золота и массивы гранитоидов пространственно разобщены, но рудовмещающие протерозойские толщи углеродистых сланцев и других пород содержат нередко многочисленные базитовые дайки, например, в Ангаро-Канском выступе фундамента (по Л.В. Ли – дорудные и послерудные), в бассейнах рек Большой Мурожной, Рыбной, Севагликон и др. [3]. Дайки гидротермально изменены, вследствие чего выполняющие их породы получили название метадиабазы, ортоамфиболиты, обогащены, как и околорудные березиты, золотом, титаном, магнием, фосфором. В частности, в Советском месторождении внутридайковые минеральные ассоциации гидротермального этапа включают хлориты, эпидот, тальк, антигорит, актинолит-тремолит, сульфиды, карбонаты, биотит, образующие, кроме биотита, и крупнообъемные апосланцевые околорудные метасоматические ореолы пропилитоподобных изменений. В совокупности упомянутые признаки наряду со структурными свидетельствуют о возрастной близости даек и руд.

Малые интрузии Берикульского месторождения описаны в предыдущих статьях [26–28] и не составляют исключения из общей схемы магматизма. Напомним, что здесь в возрастном интервале в несколько десятков миллионов лет (O – S) гранитоидный (I-граниты) [29] плутонический магматизм в объеме мартайгинского комплекса с сопровождающими дайками гранита, лейкогранита непосредственно сменяются базитовым магматизмом малых форм. Многоактное внедрение умеренно щелочных базальтовых расплавов предшествовало рудообразованию и сопровождало его. Дайки гидротермально изменены под воздействием калиево-сернисто-углекислотного метасоматизма, но поздний биотит, столь характерный для аподайковых метасоматитов других месторождений, здесь обнаружен лишь в редких реликтовых выделениях поздних даек.

Для определения типов геологических структур, в которых формировались магматические ассоциации и руды обсуждаемых месторождений, приведена диаграмма K_2O–TiO_2 (рисунок), пригодность которой для этой цели обоснована в [30]. Поскольку корректность результатов зависит от свежести долеритов, использованы данные химических анализов только таких пород, которые не затронуты или едва затронуты гидротермальными изменениями. Даек, удовлетворяющих этому требованию, очень мало.

Как видно на диаграмме, фигуративные точки берикульских умеренно щелочных оливиновых долерита и лейкодолерита, занимая преимущественно поле островных дуг, в основном совпадают с областью известково-щелочного, умеренно щелочного и щелочного базальтоидного магматизма этих структур, вероятно, в стадии зрелости, то есть в условиях наращивания мощности земной коры и аккреции, как это следует из [26]. Фигуративные точки даек умеренно щелочного оливинового долерита забайкальских месторождений представляют другую геологическую ситуацию и другие геологические режимы, отвечающие океаническим островам и областям внутриплитного, скорее всего внутриконтинентального магматизма – областям тектоно-магматической активизации, как это обосновывалось ранее [3], с толеитовым, умеренно щелочным и щелочным базальтоидным магматизмом.

4. Краткое обсуждение результатов и выводы

Из анализа приведенных эмпирических материалов следует, что природа, создавая золотые мезотермальные месторождения, не отличается большим разнообразием и придерживается стандартной схемы развития рудообразующих процессов, овеществленных в породах и рудах. В разные эпохи, – позднепротерозойскую, ранне- и позднепалеозойские, в разных геологических обстановках и геодинамических режимах как в зеленосланцевом, углеродисто-сланцевом, так и в разнообразном несланцевом субстрате образуются однородные в вещественно-генетическом отношении месторождения. Процессы реализуются в течение десятков миллионов лет, что

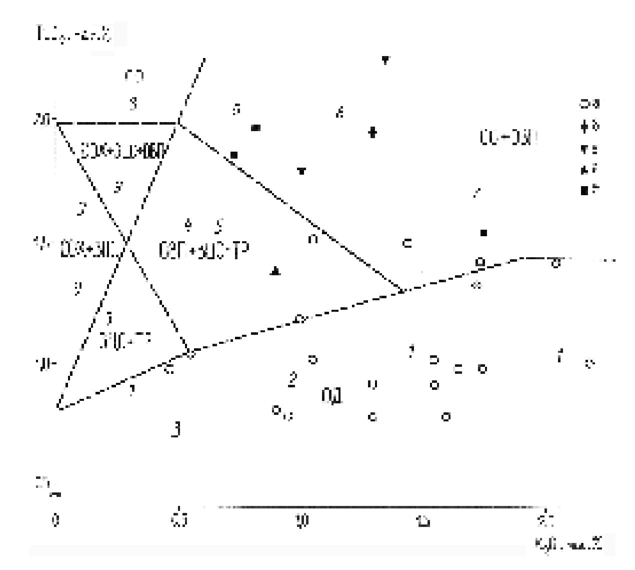


Рисунок. Соотношение калия и титана в дайках основных пород золоторудных полей Южной Сибири. Составлено по данным таблиц в [3, 23, 27, 28]. Дайки: умеренно щелочных оливиновых долерита и лейкодолерита Берикульского рудного поля (а); умеренно щелочного оливинового долерита Холбинского (б), Кедровского (в), Ирокиндинского (г), Западного (д) рудных полей. Границы между полями составов базальтов для различных типов геотектонических структур заимствованы из [30]. Поля составов базальтов: ОД) островных дуг, ОО) океанических островов, ОВП) областей внутриплитного вулканизма, ЗЦС) задуговых центров спрединга, ТР) трансформных разломов, СОХ) срединно-океанических хребтов и межконтинентальных рифтов. Эталонные составы типов базальтоидов: 1) умеренно щелочные и щелочные базальты островных дуг, 2) известково-щелочные базальты островных дуг, 3) толеиты островных дуг, 4) толеиты траппов, 5) толеиты трансформных разломов, 6) толеиты внутриконтинентальных рифтов, 7) умеренно щелочные и щелочные базальты внутриконтинентальных рифтов, 8) толеиты повышенной щелочности океанических островов, 9) толеиты срединно-океанических хребтов и межконтинентальных рифтов

согласуется с радиологически выверенными интервалами образования крупных объектов, например, Мурунтау (до 70 млн лет) [31].

Согласно накопленным фактам, месторождения содержат признаки плутоногенного гидротермального происхождения вследствие и в рамках функционирования флюидно-магматических систем, которые включают глубинные очаги генерации магматических расплавов и флюидов, каналы их перемещения на верхние уровни земной коры и блоки рудообразования.

Процессы начинаются с активизации (плавления) субстрата мантии, образования в ней очагов базальтовых расплавов и генерации ранних безрудных флюидов – теплоносителей; внедрение последних по глубинным разломам в земную кору обусловливает ее плавление и формирование ранних палингенных гранитоидов – массивов, плутонов, зрелых очагово-купольных построек с более поздними телами малых форм – дайками кислых пород. Эволюция базальтовых расплавов в направлении усиления их щелочности сопровождается накоплением в магматических очагах щелочных восстановленных металлоносных флюидов, которые по тем же глубинным разломам поступают на физико-химические и термодинамические барьеры верхнекоровых уровней [3, 4] вслед за первыми порциями слабо отдифференцированных базальтовых расплавов, создающих дорудные дайки умеренно щелочного долерита. Флюидно-магматический рудообразующий процесс реализуется в режиме пульсационного чередующегося поступления расплавов и флюидов с нарастанием в последних концентрации золота и сопутствующих элементов к средним стадиям.

Закономерная смена во времени петрохимических групп изверженных пород, становление их в относительно узких по меркам геологического времени возрастных интервалах отражают принадлежность всей совокупности пород в каждом рудном поле к одному инициированному возбуждением мантии процессу, а, следовательно, – к одному антидромному гранит-долеритовому флюидно-рудно-магматическому комплексу. Тот факт, что в рудных полях не найдено признаков сосуществования кислых и основных расплавов, но установлен чрезвычайно стабильный минералого-химический состав даек базитов, в том числе ранних и поздних (умеренно щелочные оливиновые долерит, лейкодолерит), исключающий смешение расплавов, свидетельствует об относительной автономности ассоциаций кислых и основных пород. Вместе с тем, повторяемость таких комплексов во времени и пространстве, в свою очередь, обеспечивает выход на абстрактный уровень обобщения в ранге магматической формации или формационного типа. Последняя конвергентна, хотя этот вывод опирается на относительно небольшой пока объем данных, привлеченных к геодинамическим реконструкциям, и требует дальнейшей конкретизации и уточнений, в частности, с привлечением когерентных и некогерентных редких и редкоземельных элементов.

Гидротермальные изменения даек базитов следует оценивать в нескольких аспектах. Во-первых, преобразованные в метасоматиты дайки нередко залегают среди слабо измененных или свежих вмещающих пород, что свидетельствует об их флюидоподводящей в горячем состоянии функции. Во-вторых, по минералого-петрохимическим чертам внутридайковые метасоматиты аналогичны производным околорудного пропилит-березитового процесса – калиево-сернисто-углекислотного метасоматизма, но с той разницей, что в аподайковых метасоматитах среди новообразований обычен более высокотемпературный калиевый минерал биотит, в том числе и нередко поздний, при том, что в околорудных березитах образован более низкотемпературный серицит, а биотит, как и амфибол, частично и не всегда сохраняется на дальней периферии околорудных ореолов и в дайках долерита. Очевидно, на путях подъема растворы имели более высокие температуры сравнительно с их температурами в околожильном пространстве. В третьих, обогащенные золотом и другими фемофильными элементами руды и околорудные березиты наследуют эту их особенность от аподайковых метасоматитов. Все это с учетом совмещенного в рамках процесса пульсирующего пос-

тупления умеренно щелочного базальтового расплава и рудоносных растворов оценивается как следствие генетических связей рудообразования с базальтоидным магматизмом на поздних этапах становления обозначенных флюидно-магматических комплексов.

О способности мантийных флюидов экстрагировать из базальтовых расплавов платину, палладий, осмий, золото, титан и другие металлы и транспортировать их вверх по разломам вплоть до земной поверхности можно судить по фактам отложения из высокотемпературных (до 870 °С) вулканических газов палладия, платины, осмия [32], золота в форме металлических твердых растворов с медью, серебром [33], титана [34] в породах кратеров вулканов с мантийным питанием, – Толбачика на Камчатке, Кудрявого на Курилах, Колима в Мексике и др. Вулканические газы транспортируют также ртуть, водород, углеводороды [35], в том числе тяжелые, участвующие в составе мантийных ксенолитов [36], то есть компоненты, постоянно присутствующие в золотых рудах, в том числе в вакуолях кварца и других минералов. С учетом этого естественно присутствие в рудах и околорудных метасоматитах фемофильных элементов – титана, магния, фосфора, металлов платиновой группы и других в количествах, на порядок и более превышающих кларк, а также элементов (углерода, серы), отношения стабильных изотопов которых близки к мантийным меткам (метеоритному стандарту).

Заключение

К числу районов, вероятность открытия в которых промышленных, в том числе мезотермальных месторождений золота чрезвычайно высока, относится Томь-Колыванская складчатая зона, в частности, на юго-востоке Томской области. В ее палеозойском основании, перекрытом мощным чехлом молодых рыхлых отложений, усилиями томских геологов многих поколений обнаружены и с разной детальностью изучены некоторые черты, свойственные золоторудным районам с устоявшейся репутацией. Здесь известны потенциально рудоконтролирующие глубинные разломы, гранитные массивы и пояса малых интрузий с обильными базитовыми дайками, несущими признаки сопровождающего магматизм функционирования мощных флюидных потоков, наконец, золоторудные проявления.

Целесообразно проанализировать накопленную информацию и оценить ее с позиции приведенных выше результатов, определить способы получения недостающих петрохимических, геохимических, изотопно-геохимических и других данных и использовать весь комплекс прогнозно-поисковых критериев для выделения локальных перспективных площадей первой очереди.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буряк В.А. Генетическая модель метаморфогенно-гидротермального рудообразования // Генетические модели эндогенных рудных формаций. – Т. 2. – Новосибирск: Наука, 1983. – С. 139–145.
2. Кучеренко И.В. О фосфор-магний-титановой специализации золотоносных березитов // Доклады АН СССР. – 1987. – Т. 293. – № 2. – С. 443–447.
3. Кучеренко И.В. Пространственно-временные и петрохимические критерии связи образования золотого оруденения с глубинным магматизмом // Известия АН СССР. Сер. геологич. – 1990. – № 10. – С. 78–91.
4. Кучеренко И.В. Концепция мезотермального рудообразования в золоторудных районах складчатых сооружений Южной Сибири // Известия Томского политехнического университета. – 2001. – Т. 304. – Вып. 1. – С. 182–197.
5. Намолов Е.А., Чиркова В.М. Типоморфные ассоциации и региональная минеральная зональность золото-кварцевых жил Бодайбинского рудного района // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири: Тез. докл. регион. научной конф. – Иркутск: Иркутский гос. ун-т, 1986. – С. 62–63.
6. Рудообразующая система золото-платинового месторождения Сухой Лог // Н.П. Лаверов, В.В. Дистлер, Ю.Г. Сафонов и др. // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления. – Иркутск: ООО "Сантай", 1998. – С. 296.
7. Петровская Н.В. Минералогические поисковые критерии в условиях Енисейского кряжа // Труды НИГРИ золота. – Вып. 18. – М.: 1951. – С. 74–86.
8. Русинов В.Л., Русинова О.В. Метасоматические процессы в углеродистых толщах в региональных зонах сдвиговых деформаций // Доклады РАН. – 2003. – Т. 388. – № 3. – С. 378–382.
9. Распределение и источники углерода в околорудных метасоматических ореолах терригенно-сланцевых толщ Байкало-Витимской геосинклинально-складчатой системы / И.В. Кучеренко, Е.С. Ларская, Р.Г. Панкина и др. // Геохимия. – 1990. – № 6. – С. 797–806.
10. Кучеренко И.В., Орехов Н.П. Золото, серебро, ртуть в золотоносных апогнейсовых и апосланцевых околорудных метасоматических ореолах березитовой формации // Известия Томского политехнического университета. – 2000. – Т. 303. – Вып. 1. – С. 161–169.
11. Платиноносность месторождений Средней Сибири / А.М. Сазонов, Н.К. Алгебраистова, В.И. Сотников и др. – М.: ЗАО "Геоинформмарк", 1998. – 36 с.
12. Васьков А.С., Широких И.Н., Черезов А.М. Геохимия изотопов S, C и O золото-сульфидно-кварцевых месторождений Кузнецкого Алатау // Проблемы геологии Сибири. – Т. 2. Томск: Томский государственный ун-т, 1996. – С. 98–99.
13. Болтыров В.Б., Поляков В.Л., Мельников С.Ю. О генезисе золотого оруденения в черносланцевых толщах Енисейского кряжа // Геология, поиски и разведка месторождений Урала. – Свердловск: Изд-во Свердловского горного ин-та, 1987. – С. 75–80.
14. Pb-, S-изотопная систематика золоторудных месторождений юго-восточной части Восточного Саяна / С.М. Жмодик, А.В. Травин, В.А. Пономарчук и др. // Доклады РАН. – 1999. – Т. 366. – № 3. – С. 392–394.
15. Кучеренко И.В. Позднепалеозойская эпоха золотого оруденения в докембрийском обрамлении Сибирской платформы // Известия АН СССР. Сер. геологич. – 1989. – № 6 – С. 90–102.

16. Кучеренко И.В. Петро-рудногенетическая модель формирования мезотермальных золотых месторождений // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы. – Т. III. – Сыктывкар, 2000. – С. 199–203.
17. Новые данные об условиях рудоотложения и составе рудообразующих флюидов золото- платинового месторождения Сухой Лог / Н.П. Лаверов, В.Ю. Прокофьев, В.В. Дистлер и др. // Доклады РАН. – 2000. – Т. 371. – № 1. – С. 88–92.
18. Модель рудно-магматической системы золото-платинового месторождения Сухой Лог / Н.П. Лаверов, Э.Н. Лишневский, В.В. Дистлер и др. // Доклады РАН. – 2000. – Т. 375. – № 5. – С. 652–656.
19. Кондратенко А.К., Шер С.Д. Метасоматические изменения жильных пород в Ленской золотоносной области и их возможное значение с точки зрения золотоносности // Вопросы геологии месторождений золота и золотоносных районов. – М.: ЦНИГРИ, 1968. – С. 312–314.
20. Рундквист И.К., Бобров В.А., Смирнова Т.Н. и др. Этапы формирования Бодайбинского золоторудного района // Геология рудных месторождений. – 1992. – Т. 34. – № 6. – С. 3–15.
21. Цыганков А.А., Посохов В.Ф., Миронов А.Г. К проблеме возраста гранитоидов сумсунурского комплекса (Восточный Саян) // Вестник Томского государственного университета. – 2003. – № 3 (I). – С. 183–186.
22. Федотова А.А., Хаин Е.В. Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. – М.: Научный мир, 2002. – 176 с.
23. Кучеренко И.В. Дайки основного состава в мезотермальном золоторудном месторождении Зун-Холба (Восточный Саян) // Вестник Томского государственного университета. – 2003. – № 3 (III). – С. 259–261.
24. Околорудные изменения пород и физико-химические условия формирования золото-кварцевого месторождения Советского (Енисейский кряж) / О.В. Русинова, В.Л. Русинов, С.С. Абрамов и др. // Геология рудных месторождений. – 1999. – Т. 41. – № 4. – С. 308–328.
25. Верниковская А.В., Верниковский В.А., Ясенев А.М. Неопротерозойские коллизионные и постколлизионные гранитоиды Енисейского кряжа // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований: Тез. докладов Всеросс. совещ. – Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал "Гео", 2003. – С. 52–53.
26. Кучеренко И.В. Малые интрузии Берикульского рудного поля (Кузнецкий Алатау) // Известия Томского политехнического университета. – 2003. – Т. 306. – № 4. – С. 28–33.
27. Кучеренко И.В. Минералого-петрохимические черты ассоциации кислых гипабиссальных пород Берикульского рудного поля // Известия Томского политехнического университета. – 2003. – Т. 306. – № 5. – С. 32–36.
28. Кучеренко И.В. Минералого-петрохимические черты ассоциации основных гипабиссальных пород Берикульского рудного поля // Известия Томского политехнического университета. – 2003. – Т. 306. – № 6. – С. 21–28.
29. Алабин Л.В. Генетическая природа и металлогения раннепалеозойской гранитоидной формации Алтае-Саянской складчатой области // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований: Тез. докл. Всеросс. совещ. – Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал "Гео", 2003. – С. 13–14.
30. Миронов Ю.В. Соотношение титана и калия в базальтах как индикатор тектонической обстановки // Доклады АН СССР. – 1990. – Т. 314. – № 6. – С. 1484–1487.
31. Русинова О.В., Русинов В.Л. Метасоматический процесс в рудном поле Мурунтау (Западный Узбекистан) // Геология рудных месторождений. – 2003. – Т. 45. – № 1. – С. 75–96.
32. Дистлер В.В., Юдовская М.А., Знаменский В.С. и др. Элементы группы платины в современных фумаролах вулкана Кудрявый (остров Итуруп, Курильская островная дуга) // Геология, геохимия, геофизика на рубеже XX и XXI веков: Матер. Всеросс. научн. конф., – г. Москва, 8–10 окт. 2002 г. – Т. 2. – М.: ООО "Связь-Принт", 2002. – С. 258–260.
33. Формы нахождения золота в продуктах кристаллизации современных высокотемпературных газовых флюидов вулкана Кудрявый, Курильские острова / М.А. Юдовская, В.В. Дистлер, И.В. Чаплыгин и др. // Доклады РАН. – 2003. – Т. 391. – № 4. – С. 535–539.
34. Главатских С.Ф., Горшков А.И. Природный аналог а-титана в продуктах эксгаляций Большого трещинного Толбачикского извержения (Камчатка) // Доклады РАН. – 1992. – Т. 327. – № 1. – С. 126–130.
35. Диденко А.В. Углеродистые вещества и минералы как типоморфные признаки ртутного оруденения (на примере ртутных месторождений Закарпатья) // Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов. – Ч. I. – Львов, 1985. – С. 186–187.
36. Sugisaki R., Mimura K. Mantle hydrocarbons: Abiotic or biotic?// Geochim. Cosmochim. Acta. – 1994. – V. 58. – № 11. – P. 2527–2542.